

Misure di deformazione verticale
sul fondo marino in acque costiere
con sensore di pressione:
applicazione all'area dei
Campi Flegrei

Quaderni di Geofisica

142



Quaderni di Geofisica

Direttore Responsabile

Silvia MATTONI

Editorial Board

Luigi CUCCI - Editor in Chief (INGV-RM1)

Raffaele AZZARO (INGV-CT)

Mario CASTELLANO (INGV-NA)

Viviana CASTELLI (INGV-BO)

Rosa Anna CORSARO (INGV-CT)

Mauro DI VITO (INGV-NA)

Marcello LIOTTA (INGV-PA)

Mario MATTIA (INGV-CT)

Milena MORETTI (INGV-CNT)

Nicola PAGLIUCA (INGV-RM1)

Umberto SCIACCA (INGV-RM2)

Alessandro SETTIMI (INGV-RM2)

Salvatore STRAMONDO (INGV-CNT)

Andrea TERTULLIANI (INGV-RM1)

Aldo WINKLER (INGV-RM2)

Segreteria di Redazione

Francesca Di Stefano - Referente

Rossella Celi

Tel. +39 06 51860068

redazionecen@ingv.it

in collaborazione con:

Barbara Angioni (RM1)

REGISTRAZIONE AL TRIBUNALE DI ROMA N.174 | 2014, 23 LUGLIO

© 2014 INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Rappresentante legale: Carlo DOGLIONI

Sede: Via di Vigna Murata, 605 | Roma



Misure di deformazione verticale sul fondo marino in acque costiere con sensore di pressione: applicazione all'area dei Campi Flegrei

Seafloor vertical deformation measurements in shallow waters with pressure sensor: application to Campi Flegrei volcanic area

Sergio Guardato¹, Giovanni Iannaccone¹, Francesco Chierici², Luca Pignagnoli², Marina Locritani³, Davide Embriaco³, GianPaolo Donnarumma¹, Adriano La Rocca¹, Salvatore Pinto¹, Laura Beranzoli³

¹INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Napoli - Osservatorio Vesuviano)

²INAF (Istituto Nazionale di Astrofisica, Istituto di Radioastronomia - Bologna)

³INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Geomagnetismo, Aeronomia e Geofisica Ambientale)

Misure di deformazione verticale sul fondo marino in acque costiere con sensore di pressione: applicazione all'area dei Campi Flegrei

Il seguente lavoro descrive la prima misura di deformazione verticale del suolo in acque costiere effettuata mediante l'utilizzo di un sensore di pressione BPR (*Bottom Pressure Recorder*) installato a fondo mare a circa 100m di profondità, con una accuratezza comparabile con quella delle misure effettuate dalla rete di ricevitori GPS collocata a terra. Questo metodo di misura consente l'utilizzo dei sensori di pressione con tecnologia al quarzo come possibile alternativa, ed a costi contenuti, ai sistemi GPS, e che permette l'estensione nelle acque costiere delle reti di monitoraggio geodetico collocate sulla terraferma.

L'area sottoposta ad indagine è la caldera dei Campi Flegrei (Pozzuoli) in cui il fenomeno del bradisismo è continuamente monitorato dal sistema di sorveglianza dell'Osservatorio Vesuviano di Napoli. Nel Golfo di Pozzuoli, che rappresenta la parte sommersa della caldera, sono in corso studi volti a sperimentare metodologie innovative per il monitoraggio geofisico a fondo mare, ed, in particolare, misure di movimenti verticali del suolo mediante l'utilizzo di sensori BPR.

Anche nella condizione di fondale basso, come quello caratterizzante il Golfo di Pozzuoli, si evidenzia che il BPR può fornire stime attendibili di movimenti verticali del suolo a fondo mare, attraverso la correzione del dato di pressione con dati ambientali e la comparazione con la misura del livello del mare ottenuta dalla rete mareografica. Nelle pagine seguenti vengono inoltre fornite indicazioni circa la concreta possibilità di utilizzare tale tipologia di strumenti per la misura di movimenti verticali del suolo, con velocità di pochi cm/anno, nella parte sommersa di un'area vulcanica attiva dove, tuttavia, la profondità di misura non ecceda i cento metri al di sotto del livello del mare.

The following work represents the first vertical deformation measurement of the ground in coastal waters obtained through the use of a BPR sensor (*Bottom Pressure Recorder*) installed in shallow water, with an accuracy comparable with that of the measures carried out by a GPS network placed on the mainland. The described measurement method allows the use of pressure sensors - based on quartz technology - as a possible and low cost integration, which allows the extension in the coastal waters of the geodetic monitoring networks located on the mainland.

The area under investigation is the caldera of Campi Flegrei (Pozzuoli) in which even the bradyseism is continually monitored by the Vesuvius Observatory surveillance system in Naples. In the Gulf of Pozzuoli, which is the submerged part of the caldera, on-going studies are performing innovative methods for geophysical monitoring at sea bottom, and – in particular – vertical measures of the soil through the use of BPR sensors.

Even in the shallow water condition, such as that of the Gulf of Pozzuoli, it is noted that the BPR can provide reliable estimates of vertical movements of the soil at sea bottom, through the correction of the pressure data with environmental data and its comparison with the sea level obtained from the tide gauge network. In the pages that follow, it provides guidance as to the real possibility to use BPR for the vertical movements measure of the ground, at speeds of a few centimetres per year, in the submerged part of an active volcanic area, where the sea depth does not exceed one hundred meters.

Introduzione

La geodesia marina (*seafloor geodesy*) finalizzata alla determinazione delle coordinate assolute, o per il monitoraggio dei movimenti di punti fissi sul fondo marino, è ormai ampiamente applicata in vari contesti industriali e scientifici. Analogamente alle applicazioni terrestri, le finalità di interesse scientifico riguardano anche il monitoraggio dei movimenti del suolo in aree vulcaniche sottomarine, lo studio delle deformazioni precedenti o conseguenti un forte terremoto e la subsidenza di un'area derivante dall'estrazione di fluidi in profondità.

Le metodologie di misura utili alla *seafloor geodesy* si basano principalmente sulla propagazione delle onde acustiche attraverso la misura del tempo di propagazione tra più punti fissi [Spiess *et al.*, 1998; Ikuta *et al.*, 2008]. Analogamente ai metodi sismici, nota la velocità di propagazione delle onde acustiche nel mezzo è possibile dedurre la distanza e quindi la posizione dei vari punti di misura. Il limite maggiore dell'applicazione delle tecniche acustiche in ambiente marino è legato alla forte dipendenza della velocità di propagazione delle onde sonore dalla densità dell'acqua marina (che dipende da temperatura e salinità) e dall'estrema variabilità delle distribuzioni delle temperature nel volume d'acqua, derivante dai fattori meteorologici od oceanografici. Nonostante queste limitazioni, in condizioni ottimali (che si riscontrano prevalentemente in acque profonde) è stata ottenuta una precisione della misura di distanza di circa 1 mm su una base di 1 km di lunghezza [McGuire e Collins, 2013].

Un'altra metodologia è basata sull'analisi nel tempo delle variazioni della pressione idrostatica, misurata a fondo mare, imputabili a movimenti verticali. Infatti, pressione e profondità sono correlate dall'equazione idrostatica $P = \rho gh$, dove ρ è la densità dell'acqua, g l'accelerazione di gravità e h l'altezza della colonna d'acqua. Quindi, un movimento verticale lento del suolo si può tradurre nella corrispondente variazione di altezza della colonna d'acqua sovrastante e, di conseguenza, di pressione misurata sul fondo. Attualmente la tecnologia più utilizzata per la realizzazione di *Bottom Pressure Recorder* (BPR) è basata sul principio del *tubo di Bourdon*, dove l'estensione del tubo è misurata dalle variazioni di frequenza di vibrazione di un quarzo ad esso solidale [Eble e Gonzalez, 1991]. Sono disponibili sensori di pressione, basati su questo principio, che hanno una risoluzione di una parte su 10^8 rispetto al fondo scala, corrispondente a variazioni di altezza della colonna d'acqua di qualche millimetro a profondità di migliaia di metri. L'uso di questa tipologia di sensori di pressione è molto esteso, in particolare applicato alla detezione di segnali transienti di pressione associati all'occorrenza di tsunami. Per esempio il sistema di allerta tsunami DART (*Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunamis*) realizzato dalla NOAA è costituito da boe oceanografiche connesse a stazioni ubicate sul fondale marino equipaggiate con BPR

con tecnologia al quarzo [Bernard e Meinig, 2011].

Le elevate prestazioni dei BPR ne hanno suggerito l'applicazione anche per il monitoraggio continuo di movimenti verticali del suolo in ambiente marino per lunghi periodi. Negli ultimi anni sono state eseguite numerose applicazioni sia per la misura di spostamento verticale del fondo marino connesso ad attività tettonica [Hino *et al.*, 2014] che per lo studio della dinamica di aree vulcaniche sommerse [Phillips *et al.*, 2008, Ballu *et al.*, 2009; Chadwick *et al.*, 2012; Dziak *et al.*, 2012].

Queste misure hanno sofferto una forte limitazione a causa della deriva dei sensori di pressione basati su tecnologia al quarzo e dipendente dalla tecnologia di costruzione. Infatti, tale deriva, di segno e ampiezza non prevedibili, sovrappoendosi al segnale di movimento verticale del fondo marino ne rende difficoltosa la misura. Sono stati effettuati anche studi specifici sulla deriva per caratterizzarne l'andamento e poterla eventualmente sottrarre dal segnale acquisito [Watts e Kontoyiannis, 1990; Polster *et al.*, 2009]. È comunque da evidenziare che la maggior parte delle misure di pressione riportate nella bibliografia sono state condotte a profondità superiore ai mille metri e che le esperienze di misure in acque costiere, fino a 200 m di profondità, sono estremamente limitate [dati riportati in Polster, 2009]. Uno studio particolare è stato condotto da Wearn e Larson [1982] che, attraverso misure di laboratorio effettuate ad una pressione di 152 dbar (corrispondenti ad una profondità di circa 150 m), evidenziano che la deriva dei sensori con tecnologia al quarzo varia tra 0.4 e 1.1 mbar nei primi 100 giorni, con una variazione maggiore concentrata nei primi 20 giorni.

Una soluzione per le misure in continuo su lunghi periodi che permette di eliminare le problematiche associate alla deriva del sensore è stata proposta da Gennerich e Villinger [2015]. Questi autori descrivono una proposta concettuale di sensore di pressione differenziale che misura la pressione ambientale rispetto a quella di riferimento di un fluido in un volume sigillato. Un'estesa panoramica dei metodi e delle applicazioni della *seafloor geodesy* è riportata in Burgmann e Chadwell [2014].

Tutte queste applicazioni hanno finora riguardato variazioni di misura di pressione, corrispondenti a deformazioni verticali dell'ordine del metro, effettuate a grande profondità dove i contributi delle onde marine e delle variazioni di temperatura dell'acqua sono trascurabili. Queste stesse misure di pressione, se eseguite in acque poco profonde dove questi effetti risultano evidenti, necessitano di laboriose e accurate correzioni.

Scopo del presente lavoro è verificare l'utilizzabilità del sensore di pressione per la misura di movimenti verticali del suolo con velocità di pochi cm/anno nella parte sommersa di un'area vulcanica attiva, dove la profondità del mare non eccede cento metri. L'area di indagine è la caldera dei Campi Flegrei in cui il bradisismo, unitamente alle altre manifestazioni vulcaniche

presenti nell'area, è continuamente monitorato dal sistema di sorveglianza dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (<http://www.ov.ingv.it/ov/it/campi-flegrei.html>). Nel Golfo di Pozzuoli, che rappresenta la parte sommersa della caldera, sono in via di sperimentazione metodologie per il monitoraggio geofisico a fondo mare; in particolare, misure di movimenti verticali tramite BPR. Nel presente lavoro si evidenzia che il BPR, anche nella condizione di fondale poco profondo caratterizzante il Golfo di Pozzuoli, può fornire stime attendibili di movimenti verticali del suolo a fondo mare attraverso la correzione del dato di pressione con dati ambientali e la comparazione con la misura del livello del mare ottenuta dalla rete mareografica.

1. Metodologia di analisi

Il movimento verticale del suolo in aree costiere può essere misurato con stazioni mareografiche, considerando il livello del mare come riferimento. Il mareografo, infatti, registra il livello del mare nel tempo e nel caso che la quota del sensore subisca una variazione, verrà misurata una corrispondente variazione apparente del livello. Solo la comparazione con una stazione mareografica di riferimento, ubicata in un'area esterna a quella dinamicamente attiva e considerata stabile, potrà confermare la natura e l'esatta entità della variazione di quota.

Questa metodologia è usata per il monitoraggio delle aree vulcaniche attive ubicate in aree costiere [Corrado e Luongo, 1981; Mori et al., 1986; Tammaro et al., 2007; Paradissis et al., 2015]. L'operazione di comparazione può essere condotta sia tramite deconvoluzione della traccia della stazione di riferimento [Berrino, 1998] o per sottrazione di valori mediati su opportuni intervalli [Tammaro et al., 2014].

La metodologia utilizzata nel presente lavoro consente di determinare i movimenti verticali del fondo marino in mare aperto tramite il confronto della misura della variazione dell'altezza della colonna d'acqua sovrastante un BPR e quella del livello del mare. Questo è possibile nel caso in cui siano disponibili un BPR nell'area di studio e due stazioni mareografiche: una nell'area di studio, che si presume sia interessata da un campo deformativo coerente, e l'altra di riferimento, ubicata in un'area esterna a quella di studio e quindi considerata stabile.

È da evidenziare che BPR e mareografo misurano due grandezze fisiche distinte: il mareografo misura le variazioni nel tempo del livello del mare, mentre il BPR misura la variazione nel tempo della pressione alla profondità alla quale è posizionato. Pertanto, per poterle confrontare per scopi geodetici occorrerà eliminare dalle due serie di misure i contributi introdotti da altri fenomeni (es. maree, variazione della pressione atmosferica, ecc.) che possono mascherare la misura di interesse, e convertirle in una stessa unità di misura. Di fatto

il BPR, attraverso le correzioni apportate, è assimilato ad un mareografo, operante però lontano dalla costa.

Di seguito è descritta la metodologia di analisi del dato mareografico e successivamente quella del dato di pressione fornito dal BPR.

Il livello del mare nel tempo può essere schematizzato dalla seguente equazione:

$$L(t) = L_0 + \Delta L(t) + \frac{\Delta P_{atm}}{\rho(t,T,S)g} + h_{TG}(t) \quad (1)$$

Nell'equazione i termini rappresentano:

- L_0 il livello medio del mare, che assumiamo fisso sui tempi scala della nostra misura (si veda Par. 2);
- $\Delta L(t)$ comprende le componenti del moto ondoso astronomiche ed oceanografiche;
- $\frac{\Delta P_{atm}}{\rho(t,T,S)g}$ descrive l'effetto delle variazioni di pressione atmosferica, noto come effetto barometrico inverso [Wunsch e Stammer, 1997];
- $h_{TG}(t)$ rappresenta il contributo della dinamica deformativa dell'area che si evidenzia come un'apparente variazione del livello del mare.

La determinazione del valore di $h_{TG}(t)$ è svolta tramite la rimozione dei vari contributi riportati nell'Equazione (1) alla definizione di $L(t)$. Questi contributi saranno di seguito determinati in modo analitico per gli effetti mareali e delle oscillazioni bacinali, e tramite la misura della pressione atmosferica per questa componente. Gli altri fattori sono di difficile determinazione e rappresentano un "residuo" nella serie temporale mareografica che può includere la componente geodetica $h_{TG}(t)$. Come detto in precedenza, solo la comparazione della misura acquisita da un mareografo installato nell'area di deformazione con un secondo mareografo considerato come riferimento, in quanto ubicato esternamente all'area geodinamicamente attiva, potrà far determinare il valore di $h_{TG}(t)$.

Analogamente al dato di livello del mare, anche la pressione a fondo mare è la risultante degli effetti di varie componenti. Infatti, è noto che quest'ultima è l'effetto combinato di due componenti principali: carico idrostatico (rappresentato dall'altezza della colonna di fluido e dalle sue variazioni) e componente baroclinica (dovuta alle fluttuazioni della densità lungo la colonna d'acqua a causa delle variazioni di temperatura e salinità).

Pertanto, l'andamento nel tempo della pressione a fondo mare $P_{bot}(t)$ può essere rappresentato dalla seguente equazione:

$$P_{bot}(t) = \rho_{sup}(t)g \Delta H(t) + \rho_0 g (\bar{H} + h_b(t)) + g \int_{-H}^0 \Delta \rho(t,T,S,P) dz \quad (2)$$

dove il primo termine è la componente astronomica e oceanografica di ampiezza $\Delta H(t)$ che coinvolge lo strato più

superficiale delmare caratterizzato dalla densità variabile nel tempo in funzione dei cambiamenti stagionali di temperatura. In questo termine sono incluse le maree, il moto ondoso, le oscillazioni bacinali e le onde generate da campi barometrici lontani. Il secondo termine è il carico idrostatico, dove \bar{H} è l'altezza media della colonna d'acqua, includente il contributo della pressione atmosferica, il termine $h_b(t)$ rappresenta lo spostamento verticale del fondale marino dovuto ad effetti geodinamici. Infine, ρ_0 è il valore medio di densità dell'acqua per l'area di studio e g l'accelerazione di gravità.

La componente baroclina rappresenta il contributo della variazione nel tempo della densità dell'acqua conseguente alle variazioni di temperatura (T), salinità (S) e pressione (P). Risulta quindi di fondamentale importanza determinarne il contributo attraverso l'acquisizione di profili di temperatura e salinità relativi alla colonna d'acqua. Considerando tutti questi contributi sarà possibile determinare la variazione di altezza della colonna d'acqua $h_b(t)$ misurata dal BPR e confrontarla con l'analoga misura effettuata dal mareografo.

La misura sperimentale dei parametri per la determinazione dei vari contributi delle Equazioni (1) e (2) è influenzata dagli errori strumentali degli apparati utilizzati e dalle caratteristiche del rumore ambientale. Inoltre, relativamente al BPR, bisogna considerare che la deriva di questo strumento è dipendente dalle caratteristiche costruttive del singolo elemento sensibile, condizionata anche dalle sue modalità di utilizzo.

È noto, infatti, che la deriva dei BPR costruiti con tecnologia al quarzo, è caratteristica propria dello specifico sensore, presentando un'ampia variabilità da sensore a sensore [Polster *et al.*, 2009]. Resta comunque definita la forma funzionale dell'andamento nel tempo della deriva, con un andamento iniziale di tipo esponenziale seguito da un successivo comportamento lineare nel tempo. L'equazione rappresentativa di tale fenomeno, proposta da Watts e Kontoyiannis [1990], è del tipo:

$$\Delta P(t) = a e^{-bt} + c t + d \quad (3)$$

e consente, tramite la determinazione dei coefficienti del polinomio, di calcolare e rimuovere l'effetto della deriva strumentale.

Pertanto, risulta possibile descrivere il rumore e l'errore associati alla misura del BPR come:

$$R(t) = E(t) + D(t) + O(t) \quad (4)$$

dove $E(t)$ rappresenta la somma degli errori di misura, $D(t)$ la deriva del sensore ed $O(t)$ è il contributo al segnale dovuto al rumore ambientale.

Relativamente ai mareografi la precedente equazione si semplifica in:

$$R(t) = E(t) + O(t) \quad (5)$$

La metodologia descritta è necessaria per la comparazione dei dati acquisiti dal BPR e dai mareografi. Nel caso si utilizzino unicamente dati mareografici, questa risulterà semplificata in quanto i vari termini della Equazione (1) sono comuni alle due stazioni distinguendosi solo per il termine deformativo $h_{TG}(t)$, assunto uguale a zero per la stazione di riferimento. Tale semplificazione risulterà valida solo nel caso in cui le due stazioni siano abbastanza vicine da poter considerare identiche le componenti del moto ondoso astronomiche, oceanografiche ed atmosferiche.

2. Origine dei dati

Nell'area vulcanica dei Campi Flegrei è presente un sistema di sorveglianza geofisico costituito da varie tipologie di reti permanenti di monitoraggio, tutte centralizzate presso la sede di Napoli dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. In particolare, è presente una rete sismica costituita da 16 stazioni, una rete permanente di 16 stazioni GPS e da quattro stazioni mareografiche ubicate lungo la costa dei Campi Flegrei. La Figura 1 riporta l'ubicazione delle reti permanenti di monitoraggio geofisico.

Nel presente lavoro saranno usati i dati prodotti dalla rete mareografica, meteorologica e dalla stazione multi-parametrica CUMAS [Iannaccone, *et al.*, 2009; 2010], integrati da campionamenti della colonna d'acqua.

La rete mareografica è quella che opera da un maggior numero di anni ed ha consentito, negli ultimi 50 anni, di monitorare con continuità tutti gli episodi deformativi dell'area [Berrino, 1998; Del Gaudio, *et al.*, 2010]. Le stazioni mareografiche sono costituite da un sistema a galleggiante che, tramite una puleggia di rinvio del cavo di sospensione del galleggiante, guida un'unità di *encoder* digitale connessa ad un *data-logger* [La Rocca *et al.*, 2005]. L'accuratezza della misura del livello del mare è di ± 2 mm. Le misure mareografiche sono riferite alla stazione ubicata nel porto di Napoli, esterna all'area di deformazione (Figura 1). Presso questa stazione è presente un barometro della rete mareografica gestita dall'ISPRA, Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, tipo SIAP+MICROS PA9880 con trasduttore capacitivo al silicio e una risoluzione pari a ± 0.3 hPa.

Oltre alle stazioni esistenti a terra, è operativa nel Golfo di Pozzuoli una stazione multi-parametrica permanente costituita da un'infrastruttura marina, del tipo meda elastica, equipaggiata con varie tipologie di sensori geofisici e ambientali, installati sia sulla parte emersa della boa sia su di un modulo sottomarino adagiato sul fondale, ad una profondità di circa 95 m in prossimità della zavorra della meda stessa.

La stazione, denominata CUMAS, funziona in modo discontinuo dal 2008. In particolare, sul modulo sottomarino, oltre un sismometro larga banda e un idrofono, ha operato anche un BPR con tecnologia al quarzo della Serie 8000 della Paroscientific.

La Figura 2 riporta la registrazione completa dei dati acquisiti dal BPR nell'anno 2011.

Per l'analisi della serie temporale acquisita dal BPR, come spiegato nei successivi paragrafi, si è fatto uso di profili di salinità e temperatura della colonna d'acqua.

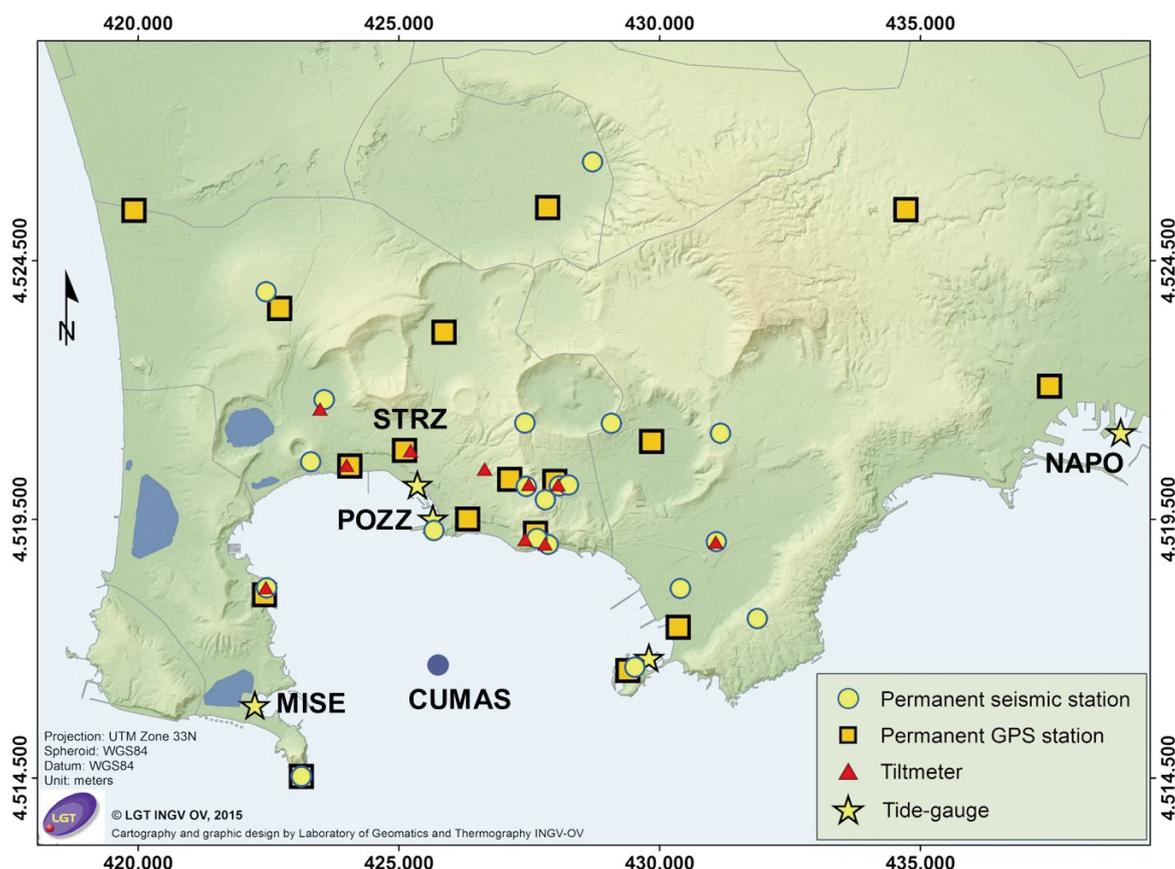


Figura 1 Mappa dei Campi Flegrei con le reti permanenti di monitoraggio geofisico.
Figure 1 Campi Flegrei map with geophysical networks.

A causa dell'effetto delle incrostazioni dovute ad organismi marini e alla corrosione di componenti del sensore, derivate da un non corretto accoppiamento di metalli di natura diversa sullo stesso sensore, la disponibilità dei dati del BPR è limitata ad un breve periodo nel corso dell'anno 2008 e circa sette mesi nel corso dell'anno 2011.

È da sottolineare che il BPR è stato installato nel Golfo di Pozzuoli il giorno 9 febbraio 2011 e l'acquisizione dei dati è iniziata dopo circa 50 giorni sia allo scopo di attenuare gli effetti della fase di deriva esponenziale [Wearn e Larson, 1982] sia di permettere alla struttura del modulo sottomarino, ospitante il sensore stesso, di assestarsi stabilmente sul fondale.

Di seguito saranno analizzati i dati dell'anno 2011 nel corso del quale ai Campi Flegrei si è verificato un episodio di sollevamento del suolo con un valore massimo, misurato alla stazione GPS di Pozzuoli, di circa 4 cm [De Martino et al., 2014a].

Tali dati sono stati forniti dalla Stazione Zoologica "A. Dohrn" di Napoli, di seguito indicata come SZN, che effettua nell'area in prossimità della stazione CUMAS dei profili CTD (*electrical Conductivity, Temperature, and Depth sensor*) con frequenza settimanale, per monitorare e caratterizzare le proprietà fisiche, chimiche e biologiche dell'acqua di mare. In particolare, relativamente all'anno 2011, sono stati forniti 46 profili CTD effettuati tramite una sonda multi-parametrica SBE911 della SeaBird Electronics.

3. Analisi dei dati

Allo scopo di valutare la deformazione verticale del fondo marino in prossimità del sistema CUMAS, ed in accordo a quanto esposto nel precedente paragrafo "Metodologia di analisi", di seguito saranno descritte le analisi effettuate al

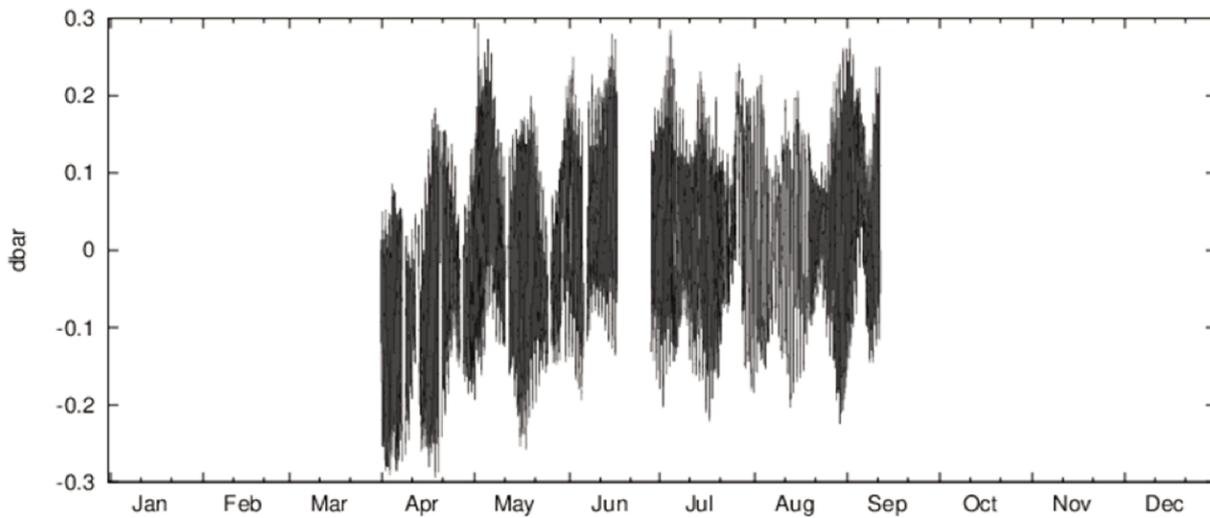


Figura 2 Serie temporale della pressione acquisita nel 2011 dal BPR installato presso l'infrastruttura CUMAS (dai dati è stato rimosso il valor medio).

Figure 2 Bottom pressure time series acquired in 2011 by the BPR installed at the CUMAS infrastructure (average value removed).

fine di poter comparare i dati del BPR e dei due mareografi della rete dei Campi Flegrei. Saranno, inoltre, descritte le analisi dei dati mareografici effettuate secondo la metodologia tradizionale di sottrazione della traccia di riferimento.

Per tutte le analisi successive saranno considerate le serie temporali relative all'anno 2011 di due stazioni mareografiche, POZZ e MISE ubicate nel Golfo di Pozzuoli (Figura 1). Per tutti gli episodi di sollevamento del suolo evidenziati ai Campi Flegrei, la stazione POZZ è quella che ha storicamente misurato il valore massimo di sollevamento, essendo posizionata in prossimità all'area di massimo sollevamento ipotizzato per il bradisismo dei Campi Flegrei. Il valore della deformazione verticale nell'area dei Campi Flegrei decresce allontanandosi dalla zona di massima deformazione e la stazione MISE, essendo ubicata ai margini della caldera, ne misura i valori minimi [De Martino *et al.*, 2014b].

Il BPR, invece, poiché ubicato ad una distanza intermedia dall'area di massima deformazione, nel caso sia interessato da un episodio bradisismico, ci si aspetta che misurerà un movimento verticale di valore intermedio rispetto a quello misurato dalle due stazioni mareografiche (Figura 1).

Il mareografo di Napoli è considerato come riferimento per tutte le misure in quanto, essendo esterno alla caldera dei Campi Flegrei, non è soggetto ai movimenti verticali collegati all'attività vulcanica, come verificato da periodiche misure effettuate tramite livellazione di precisione e rilievi GPS [Berrino, 1998].

In accordo alle Equazioni (1) e (2), al fine della determinazione delle quantità $h_{TG}(t)$ e $h_b(t)$, risulta necessario calcolare e rimuovere dalle misure i contributi delle componenti di marea e meteorologica per i mareografi, e quelli di marea e baroclina per il sensore di pressione.

La Figura 3 riporta la registrazione del mareografo di Napoli per l'anno 2011.

In particolare, nella Figura 3a) è riportato il dato originale, mentre nella Figura 3b) è rappresentato lo stesso dato depurato per l'effetto delle maree. Le maree sono state calcolate per mezzo del metodo HAMELS che fa uso di un *fitting* armonico basato sul metodo dei minimi quadrati. Per ricavare i coefficienti delle prime 37 componenti di marea è stata usata una variante del software "T_Tide", descritto da Pawlowicz *et al.* [2002]. Nel dato mareografico così depurato è ancora presente l'effetto della pressione atmosferica.

Nella Figura 3b) è riportata la misura della pressione atmosferica rilevata dal barometro ubicato presso la stazione mareografica di Napoli. È evidente la correlazione tra segnale di pressione atmosferica e andamento del livello del mare depurato dalle componenti di marea.

Le variazioni di pressione atmosferica, in accordo all'Equazione (1), sono state convertite in una equivalente variazione di altezza della colonna d'acqua e sottratte dalla traccia riportata nella Figura 3b), avendo assunto un valore di riferimento per la densità del mare pari a 1028 kg/m^3 . Tale valore è stato scelto in accordo con le misure dei profili CTD effettuati sistematicamente nell'area dalla SZN.

La Figura 3c) riporta il residuo del segnale mareografico dopo aver sottratto anche l'effetto della pressione atmosferica. In questa traccia sono ancora presenti i contributi delle oscillazioni bacinali e oceanografici. Questi contributi sono di periodo molto breve rispetto alla durata degli eventi deformativi che caratterizzano l'area. Per esempio per il Golfo di Pozzuoli e per quello di Napoli, il periodo di oscillazione bacinale è inferiore a 60 minuti [Caloi e Marcelli, 1949; Tammaro *et al.*, 2014] e per il bacino del Tirreno, Speich e

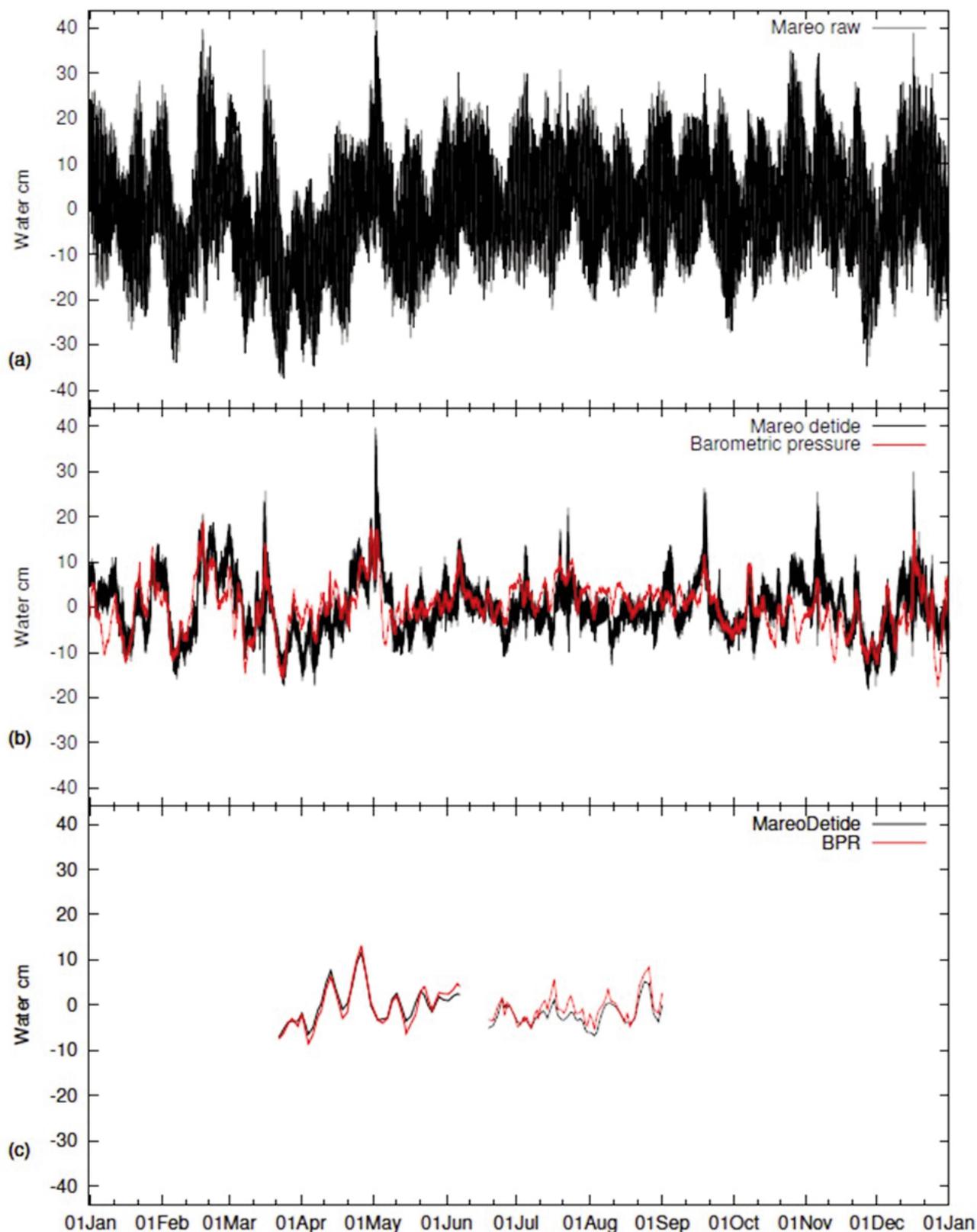


Figura 3 Analisi della registrazione mareografica della stazione di Napoli relativa all'anno 2011. Riquadro a) - Registrazione mareografica originale; Riquadro b) - Registrazione mareografica della stazione di Napoli a cui è stata sottratta la componente delle maree astronomiche fino all'ordine 37 e comparazione con la pressione atmosferica (in colore rosso è riportata la pressione atmosferica alla stessa stazione ma cambiata di segno); Riquadro c) - Comparazione tra residuo del dato mareografico (in colore nero) e quello del dato di pressione (vedi testo).

Figure 3 Recording analysis of tide gauge station in Naples (2011). Box a) - Sea level recording; Box b) - Sea level with astronomical tides removed up to order 37 (black). Over imposed is the atmospheric pressure (red - opposite sign); Box c) - Comparison between the sea level residual (black) and the bottom pressure data (see text).

Mosetti [1988] hanno stimato un periodo di 5.70 ore; pertanto, questi contributi nel seguito saranno considerati come rumore del segnale mareografico. La traccia mareografica della stazione di Napoli sarà considerata come riferimento per le successive analisi del dato del BPR.

Analogamente a quanto fatto per il dato mareografico, si dovranno applicare le opportune correzioni anche ai dati di pressione acquisiti dal BPR. In particolare, il contributo delle maree è stato calcolato applicando la stessa metodologia usata per i mareografi.

La componente baroclina, che è dovuta alle variazioni di densità, è stata ricavata integrando lungo la colonna d'acqua la $\Delta\rho$ ottenuta applicando l'equazione EOS80 [Fofonoff et al., 1983] la quale restituisce il valore della densità a partire dai dati di salinità e temperatura. Per effettuare l'integrazione sono stati utilizzati i profili CTD acquisiti nel corso dell'anno 2011 da SZN. In quest'analisi, il contributo della pressione idrostatica alla variazione della densità dell'acqua non è stato considerato in quanto ritenuto trascurabile, data la bassa profondità alla quale è posizionato il BPR (95 metri). Infatti, a tale profondità il relativo contributo corrisponde a circa 1 mm di acqua equivalente [Fofonoff et al., 1983].

Sottraendo, quindi, il contributo delle componenti mareali, di quella baroclina e il valor medio dell'altezza della colonna d'acqua, in accordo alla Equazione (2), è stata ottenuta la misura della variazione del livello del mare in corrispondenza del sito del BPR (vedi Figura 3c)), che nel seguito sarà indicata con BPR_{SL} . Questa variazione, confrontata con i dati del mareografo di riferimento di Napoli, permette di determinare le deformazioni verticali del suolo nel sito del

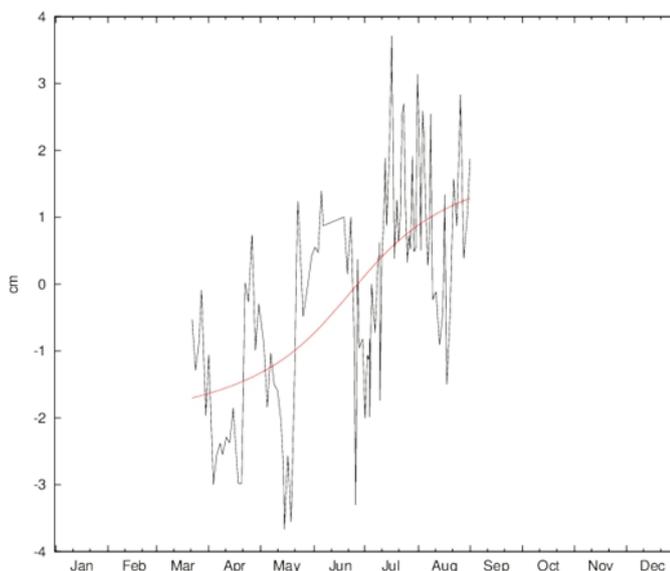


Figura 4 Differenza tra il livello del mare rilevato dal mareografo di Napoli e quello dedotto dalle misure di pressione dal BPR. Tale differenza, che rappresenta la deformazione verticale del suolo al sito di installazione del BPR, include anche la deriva del BPR.

Figure 4 Difference between the sea level (tide gauge at Naples) and the same data deduced from the pressure measurements (BPR). This difference, which represents the vertical deformation of the soil at the installation site of the BPR, also includes the drift of the BPR.

BPR presso l'infrastruttura CUMAS. La Figura 4 ne riporta la traccia. Questa corrisponde alla funzione $h_b(t)$ dell'Equazione (2) e sarà di seguito indicata con $h_{b_CUMAS}(t)$. Relativamente alle serie temporali dell'anno 2011 acquisite dai due mareografi POZZ e MISE, è stata effettuata la differenza per ciascuna di queste tracce con quella della stazione di Napoli. È stato considerato il valore medio su finestre temporali contigue di durata 24 ore e si è proceduto a calcolare le loro differenze, NAPO-POZZ e NAPO-MISE. Queste differenze rappresentano la funzione $h_{TG}(t)$ dell'Equazione (1) riferite rispettivamente ai siti delle stazioni POZZ e MISE, indicate con $h_{TG_POZZ}(t)$ e $h_{TG_MISE}(t)$ e la Figura 5 ne riporta il risultato. Sovrapposte alle serie temporali di Figura 4 e 5 sono riportate le curve delle funzioni che meglio approssimano il

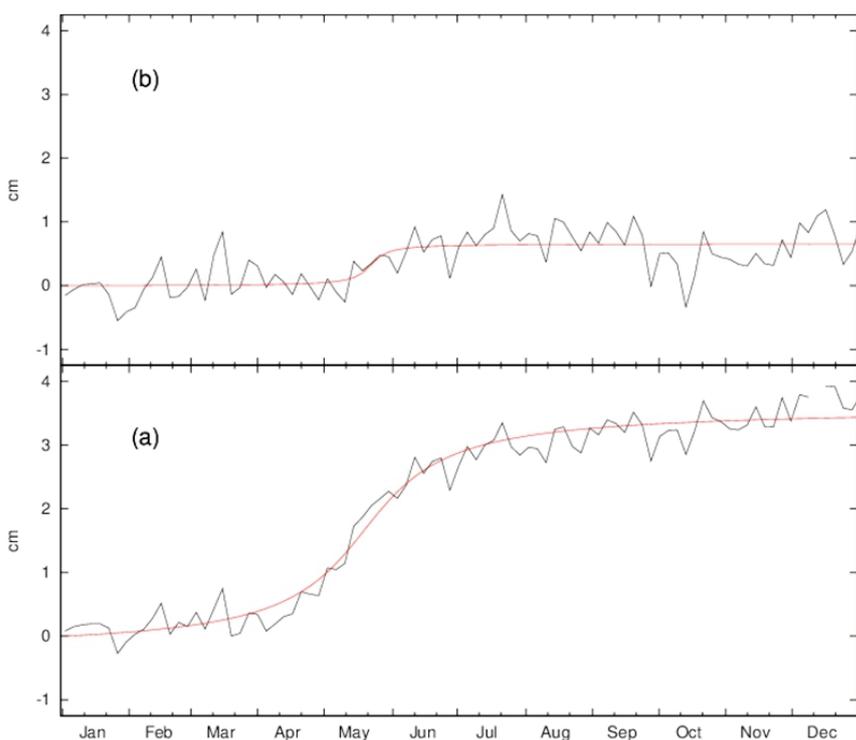


Figura 5 Deformazione verticale nel tempo ai siti dei mareografi POZZ (riquadro (a)) e MISE (riquadro (b)), nel testo indicata rispettivamente come $h_{TG_POZZ}(t)$ e $h_{TG_MISE}(t)$.

Figure 5 Vertical deformation over time to the sites of POZZ (box (a)) and MISE tide gauges (box (b)), in text denoted as $h_{TG_POZZ}(t)$ and $h_{TG_MISE}(t)$.

dato osservato. La forma funzionale che minimizza la varianza dell'interpolazione è risultata essere l'arcotangente, i cui coefficienti sono stati ricavati con procedimento di *best fit*. La serie temporale $h_{b_CUMAS}(t)$ contiene ancora la deriva strumentale del sensore di pressione.

In accordo con l'Equazione (3), questa deriva è rappresentata da una funzione della quale si devono stimare i coefficienti.

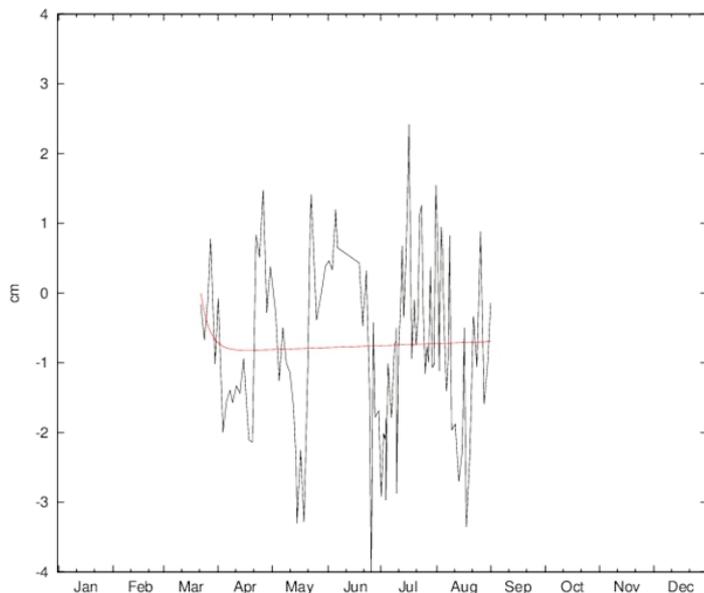


Figura 6 Serie temporale della Figura 4 a cui è stata sottratta la funzione arcotangente, in colore rosso è riportata la funzione corrispondente alla deriva del sensore BPR.
Figure 6 Time series of the Figure 4 which has been reduced by the arctangent function (in red color is given the function corresponding to the drift of the BPR sensor).

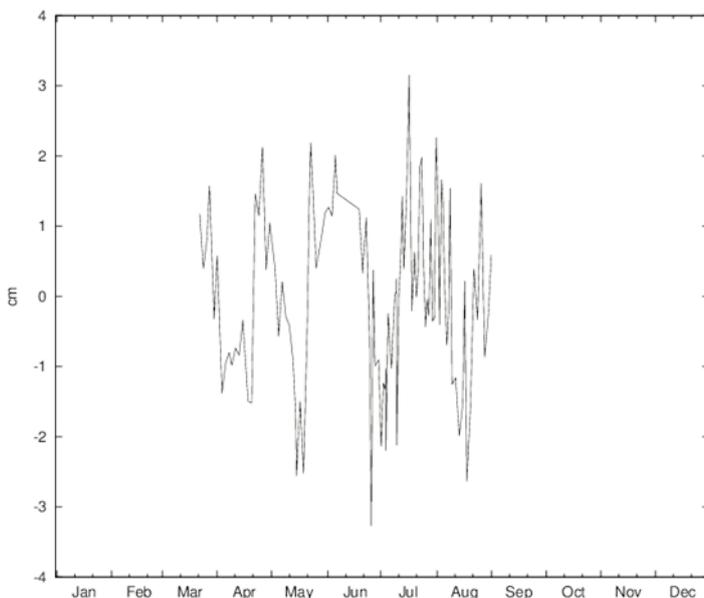


Figura 7 Rumore ambientale del segnale di pressione.
Figure 7 Environmental noise for the pressure signal.

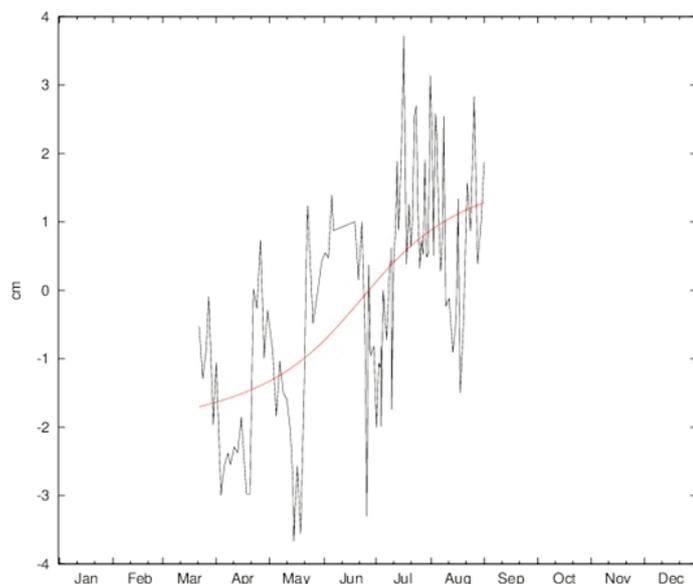


Figura 8 Deformazione verticale misurata tramite il BPR nel Golfo di Pozzuoli ad una profondità di circa 100 m al sito dell'infrastruttura CUMAS.
Figure 8 Measured vertical deformation by a BPR installed in the Gulf of Pozzuoli to a depth of about 100 meters (CUMAS site).

Per poter effettuare tale operazione, la curva di interpolazione riportata in Figura 4 è stata sottratta alla misura stessa del BPR. Il residuo così ottenuto (Figura 6), permette di stimare i coefficienti della funzione riportata nell'Equazione (3). Tale funzione, i cui coefficienti sono stati ottenuti con un *best fit*, è rappresentata sovrapposta al residuo nella stessa Figura 6. La deriva strumentale così ottenuta può essere a sua volta sottratta dal residuo per ottenere una nuova serie temporale contenente solo i termini $E(t)$ e $O(t)$ dell'Equazione (4), cioè il rumore ambientale e gli errori di misura. Il risultato di questa operazione è riportato in Figura 7 e la varianza di questa serie temporale rappresenta l'incertezza sulla misura della deformazione verticale del suolo che risulta essere pari a 1.3 cm. Tramite un processo iterativo è possibile utilizzare la deriva così ottenuta per migliorare la stima della deformazione verticale riportata in Figura 4, sottraendone il contributo alla serie temporale e ricalcolando il *best fit* della funzione arcotangente. Infatti, sottraendo il contributo dovuto alla deriva dello strumento dalla serie temporale $h_{b_CUMAS}(t)$ e ricalcolando i coefficienti di *best fit* per la funzione arcotangente, otteniamo la stima della deformazione verticale del fondo marino nel sito di installazione del sistema CUMAS. Tale deformazione verticale corrisponde ad un sollevamento di 2.5 cm circa con un'incertezza di ± 1.3 cm (Figura 8). Questa quantità rappresenta la prima misura di deformazione verticale tramite BPR effettuata sul fondo marino nel Golfo di Pozzuoli nell'area vulcanica dei Campi Flegrei, nonché una delle prime misure sperimentali mai effettuate con un sensore di pressione in acque costiere.

4. Discussione e conclusioni

I sensori di pressione con tecnologia al quarzo, come quello utilizzato nel presente lavoro, hanno un'elevata risoluzione di misura che li rende strumenti ideali per il rilevamento di piccole variazioni di pressione anche a grandi profondità. La loro deriva, comunque, è uno dei maggiori ostacoli per l'effettuazione di un monitoraggio continuo e per un lungo periodo di osservazione dei movimenti verticali del suolo, lenti e piccoli. Per esempio Gennerich e Villinger [2011], dopo un'attenta e dettagliata analisi dei dati BPR, mostrano che non è possibile distinguere con certezza se una variazione di pressione di 2.5 kPa, misurata su un periodo di 3.7 anni da due BPR, sia attribuibile a movimenti verticali del fondo marino oppure alla deriva dei sensori.

Nel presente caso, con l'utilizzo di misure ausiliarie, è stato possibile stimare la deriva del BPR corrispondente a circa un centimetro di acqua equivalente. La deriva del BPR, calcolata utilizzando l'Equazione (3) per la quale sono stati determinati i coefficienti relativi al sensore utilizzato, evidenzia un andamento esponenziale limitato ai primi 15 giorni di acquisizione dei dati, corrispondenti a meno del 10% dell'intero periodo di misura (Figura 6), e un successivo comportamento lineare con pendenza pressoché nulla. L'effetto complessivo sulla misura, come mostrato nelle Figure 4 e 8, è di trascurabile entità. Questa favorevole caratteristica è dovuta a vari fattori, fra i quali la dipendenza della deriva dalla profondità a cui si opera, che risulta minore in acque poco profonde [Wearn e Larson, 1982].

La metodologia proposta consente sia una stima precisa della deriva del BPR sia di validare la misura di sollevamento del suolo nel Golfo di Pozzuoli in corrispondenza del sito marino CUMAS. Questo risultato è stato ottenuto per mezzo della comparazione del dato BPR con il dato di livello del mare della stazione di riferimento di Napoli e delle correzioni apportate riguardanti la deriva, le variazioni di densità della colonna d'acqua e le variazioni di pressione atmosferica. Come riportato in Figura 8 tale sollevamento, nel periodo Aprile-Settembre 2011, ammonta a 2.5 cm con un'incertezza di ± 1.3 cm.

Sull'infrastruttura CUMAS ha operato con continuità dal Gennaio 2012 una stazione GPS che, unitamente ai dati della rete geodetica permanente dei Campi Flegrei, ha permesso di effettuare una misura del movimento verticale del fondo marino in occasione di un episodio deformativo avvenuto nell'area durante l'anno 2012 [De Martino et al., 2014]. Il BPR utilizzato nel presente lavoro era installato nello stesso sito, ma in un diverso periodo, e pertanto non esiste la disponibilità di dati acquisiti contemporaneamente dal GPS e BPR. Comunque, sia per il GPS che per il BPR, l'andamento della misura della deformazione verticale è simile a quello riportato dalle stazioni della rete permanente ubicata nella parte emersa della caldera. Risulta difficile rapportare le due

misure ai valori osservati dalle suddette stazioni. Questo vale particolarmente per il BPR che, nel suo periodo di funzionamento, è stato interessato da un episodio di sollevamento di minore entità, circa 4.5 cm come valore massimo osservato alla stazione GPS RITE (Figura 1) ubicata nella città di Pozzuoli [De Martino et al., 2014b], rispetto a quello del periodo di funzionamento del GPS, durante il quale è stato misurato alla stessa stazione RITE un sollevamento di circa 12 cm [De Martino et al., 2014a].

La deformazione verticale ottenuta tramite il BPR, unitamente a quella prodotta dal GPS installato sulla parte emersa del sistema CUMAS [De Martino et al., 2014b], rappresentano le prime misure di deformazione verticale effettuate nella parte sommersa della caldera dei Campi Flegrei e identificano due valide metodologie di misure applicabili in acque costiere per il monitoraggio di aree vulcaniche o zone di subsidenza. In particolare, la deformazione verticale di 2.5 cm ottenuta rappresenta la prima misura in acque costiere utilizzando un BPR con una accuratezza comparabile alle misure della rete GPS collocata a terra. Questa metodologia di misura rende possibile l'uso dei sensori di pressione con tecnologia al quarzo come valida ed economicamente sostenibile integrazione ed estensione in acque costiere delle reti di monitoraggio geodetico collocate a terra.

Ringraziamenti

Si ringrazia, in particolare, il dott. Augusto Passarelli della Stazione Zoologica "A. Dohrn" di Napoli per la validazione dei dati relativi ai profili CTD relativi all'anno 2011.

I dati di pressione atmosferica sono disponibili al sito della Rete Mareografica Nazionale gestita dall'ISPRA (<http://www.mareografico.it>).

Bibliografia

- Ballu V., Ammann J., Pot O., De Viron O., Sasagawa G.S., Reverdin G., Bouin M., Cannat M., Deplus C., Deroussi S., Maia M., Diament M., (2009). *A seafloor experiment to monitor vertical deformation at the Lucky Strike volcano, Mid-Atlantic Ridge*. Journal of Geodesy, 83(2), 147-159.
- Bernard E. and Meinig C., (2011). *History and future of deep-ocean tsunami measurements*. In: Proceedings of Oceans' 11 MTS/IEEE, Kona, IEEE, Piscataway, NJ, 19-22 September 2011, No. 6106894, 7 pp.
- Berrino G., (1998). *Detection of vertical ground movements by sea-level changes in the Neapolitan volcanoes*. Tectonophysics, 294(3), 323-332.
- Caloi P. & Marcelli L., (1949). *Oscillazioni libere del Golfo di Napoli*. Annals of Geophysics, 2(2), 222-242.

- Chadwick W.W. Jr, Nooner S.L., Butterfield D.A. & Lilley M.D., (2012). *Seafloor deformation and forecasts of the April 2011 eruption at Axial Seamount*. Nature Geoscience, 5(7), 474-477.
- Corrado G., Luongo G., (1981). *Ground deformation measurements in active volcanic areas using tide gauges*. Bulletin Volcanologique, 44(3), 505-511.
- Del Gaudio C., Aquino I., Ricciardi G.P., Ricco C. & Scandone R., (2010). *Unrest episodes at Campi Flegrei: A reconstruction of vertical ground movements during 1905–2009*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 195(1), 48-56.
- De Martino P., Guardato S., Tammamaro U., Vassallo M., Iannaccone G., (2014a). *A first GPS measurement of vertical seafloor displacement in the Campi Flegrei Caldera (Italy)*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 276, pp. 145-151.
- De Martino P., Tammamaro U. & Obrizzo F., (2014b). *GPS time series at Campi Flegrei caldera (2000-2013)*. Annals of Geophysics, 57(2), S0213.
- Dziak R.P., Haxel J.H., Bohnenstiehl D.R., Chadwick W.W. Jr, Nooner S.L., Fowler M.J., Matsumoto H., Butterfield D.A., (2012). *Seismic precursors and magma ascent before the April 2011 eruption at Axial Seamount*. Nature Geoscience, 5(7), 478-482.
- Eble M.C. & Gonzalez F.I., (1991). *Deep-ocean bottom pressure measurements in the northeast Pacific*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 8(2), 221-233.
- Fofonoff N.P. and Millard R.C., (1983). *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater*. Unesco Tech. Pap. in marine science, No. 44.
- Gennerich H.H. and Villinger H., (2011). *Deciphering the ocean bottom pressure variation in the Logatchev hydrothermal field at the eastern flank of the Mid-Atlantic Ridge*. Geochem. Geophys. Geosyst., 12, Q0AE03.
- Gennerich H.H. and Villinger H., (2015). *A new concept for an ocean bottom pressure meter capable of precision long-term monitoring in marine geodesy and oceanography*. Earth and Space Science, 2, 181–186, doi:10.1002/2014EA000053.
- Iannaccone G., Guardato S., Vassallo M., Elia L., Beranzoli L., (2009). *A new multidisciplinary marine monitoring system for the surveillance of volcanic and seismic areas*. Seismological Research Letters, 80, 203-213.
- Iannaccone G., Vassallo M., Elia L., Guardato S., Stabile T.A., Satriano C., Beranzoli L., (2010). *Long-term seafloor experiment with the CUMAS module: performance, noise analysis of geophysical signals, and suggestions about the design of a permanent network*. Seismological Research Letters, 81, 916-927.
- Ikuta R., Tadokoro K., Ando M., Okuda T., Sugimoto S., Takatani K., Yada K. and Besana G.M., (2008). *A new GPS acoustic method for measuring ocean floor crustal deformation: Application to the Nankai Trough*. J. Geophys. Res., 113, B02401.
- La Rocca A., Pinto S. & Russo A., (2005). *La rete mareografica dell'Osservatorio Vesuviano*. Open File Report (1).
- McGuire J.J. & Collins J.A., (2013). *Millimeter level precision in a seafloor geodesy experiment at the Discovery transform fault, East Pacific Rise*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 14(10), 4392-4402.
- Mori J., McKee C., Itikarai L., de Saint Ours P., Talai B., (1986). *Sea level measurements for inferring ground deformations in Rabaul Caldera*. Geo-Marine Letters, Volume 6, Issue 4, 241-246.
- Paradissis D., Drakatos G., Marinou A., Anastasiou D., Alatzas S., Zacharis S., Papanikolaou X., Melis N., Kalogeras I., Chouliaras G., Evangelidis Ch., and Makropoulos K., (2015). *South Aegean Geodynamic And Tsunami Monitoring Platform*. In: EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17, p. 6270).
- Phillips K.A., Chadwell C.D. and Hildebrand J.A., (2008). *Vertical deformation measurements on the submerged south flank of Kilauea volcano, Hawai'i reveal seafloor motion associated with volcanic collapse*. J. Geophys. Res., 113, B05106, doi:10.1029/2007JB005124.
- Polster A., Fabian M., & Villinger H., (2009). *Effective resolution and drift of Paroscientific pressure sensors derived from long-term seafloor measurements*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(8).
- Speich S. & Mosetti F., (1988). *On the eigenperiods in the Tyrrhenian Sea level oscillations*. Il Nuovo Cimento C, 11(2), 219-228.
- Spieß F.N., Chadwell C.D., Hildebrand J.A., Young L.E., Purcell G.H. Jr. and Dragert H., (1998). *Precise GPS/acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies*. Phys. Earth Planet. Inter., 108, 101–112.
- Tammamaro U., Di Sena F., Capuano P., Obrizzo F., La Rocca A., Pinto S.L., Russo A., De Martino P. and Pingue F., (2007). *Deformazioni del suolo mediante analisi dei dati mareografici nell'area vulcanica napoletana nel periodo 1999-2006*. In: Atti 11^a Conferenza Nazionale ASITA.
- Tammamaro U., Obrizzo F., De Martino P., La Rocca A., Pinto S., Vertechci E., Capuano P., (2014). *Spectral Characteristics of Sea Level Gauges for Ground Deformation Monitoring at Neapolitan Active Volcanoes: Somma-Vesuvius, Campi Flegrei caldera and Ischia island*. Conferenza "A. Rittmann", INGV.
- Watts D.R. & Kontoyiannis H., (1990). *Deep-ocean bottom pressure measurement: Drift removal and performance*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 7(2), 296-306.
- Watts D.R., Qian X. and Tracey K.L., (2001). *Mapping abyssal current and pressure fields under the meandering Gulf Stream*. J. Atmos. Oceanic Technol., 18, 1052–1067.

- Wearn R.B. & Larson N.G., (1982). *Measurements of the sensitivities and drift of Digiquartz pressure sensors*. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers, 29(1), 111-134.
- Wunsch C. & Stammer D., (1997). *Atmospheric loading and the oceanic "inverted barometer" effect*. Reviews of Geophysics, 35(1), 79-107.

Indice

Introduzione	5
1. Metodologia di analisi	6
2. Origine dei dati	7
3. Analisi dei dati	8
4. Discussione e conclusioni	13
Ringraziamenti	13
Bibliografia	13

Quaderni di Geofisica

ISSN 1590-2595

<http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/quaderni-di-geofisica/>

I Quaderni di Geofisica coprono tutti i campi disciplinari sviluppati all'interno dell'INGV, dando particolare risalto alla pubblicazione di dati, misure, osservazioni e loro elaborazioni anche preliminari, che per tipologia e dettaglio necessitano di una rapida diffusione nella comunità scientifica nazionale ed internazionale. La pubblicazione on-line fornisce accesso immediato a tutti i possibili utenti. L'Editorial Board multidisciplinare garantisce i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi.

Rapporti tecnici INGV

ISSN 2039-7941

<http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/rapporti-tecnici-ingv/>

I Rapporti Tecnici INGV pubblicano contributi, sia in italiano che in inglese, di tipo tecnologico e di rilevante interesse tecnico-scientifico per gli ambiti disciplinari propri dell'INGV. La collana Rapporti Tecnici INGV pubblica esclusivamente on-line per garantire agli autori rapidità di diffusione e agli utenti accesso immediato ai dati pubblicati. L'Editorial Board multidisciplinare garantisce i requisiti di qualità per la pubblicazione dei contributi.

Miscellanea INGV

ISSN 2039-6651

<http://istituto.ingv.it/l-ingv/produzione-scientifica/miscellanea-ingv/>

La collana Miscellanea INGV nasce con l'intento di favorire la pubblicazione di contributi scientifici riguardanti le attività svolte dall'INGV (sismologia, vulcanologia, geologia, geomagnetismo, geochimica, aeronomia e innovazione tecnologica). In particolare, la collana Miscellanea INGV raccoglie reports di progetti scientifici, proceedings di convegni, manuali, monografie di rilevante interesse, raccolte di articoli ecc..

Coordinamento editoriale e impaginazione

Centro Editoriale Nazionale | INGV

Progetto grafico e redazionale

Daniela Riposati | Laboratorio Grafica e Immagini | INGV

© 2017 INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Via di Vigna Murata, 605

00143 Roma

Tel. +39 06518601 Fax +39 065041181

<http://www.ingv.it>



Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia